

# DISTRIBUCIÓN DEL CARBONO ORGÁNICO EN LOS DIFERENTES TAMAÑOS DE PARTÍCULAS DEL SUELO: MODELO SIMPLE DE CINÉTICA LINEAL

## Organic Carbon Distribution on Different Particle Sizes of Soil: Simple Linear Kinetic Model

Fernando Paz Pellat<sup>1,‡</sup>, Sara Covalada<sup>1</sup> y Jorge D. Etchevers B.<sup>1</sup>

### RESUMEN

La modelación de la dinámica del carbono orgánico en los suelos (COS) permite establecer ganancias y pérdidas asociadas a perturbaciones de la vegetación y prácticas de manejo. En especial, la estimación de cambios en los reservorios de carbono, lábiles y recalitrantes, sin consideraciones de estados de equilibrio, plantea la necesidad de establecer un modelo de distribución del COS en las fracciones físicas de los suelos (tamaño de partículas) que pueda ser parametrizado con la información disponible en los inventarios nacionales (COS total y textura). En este trabajo se propone un modelo simplificado de la distribución del COS, el cual es producto del balance de masa entre las fracciones de carbono del suelo, el cual se plantea como directamente asociado al tamaño de las partículas y no a su distribución de masa. El modelo fue calibrado usando una base de datos de fraccionamientos físicos en Andosoles, Cambisoles y Acrisoles en sistemas agrícolas y forestales en Atécuaro, Michoacán, México, considerando solo el COS asociado a la parte organomineral y el total (organomineral + particulada). El modelo de la distribución del COS por tamaño de las partículas del suelo fue ajustado a datos experimentales. El mismo parte del conocimiento del COS total y del COS para un tamaño de partícula de referencia, estimada experimentalmente o supuesta. Los resultados mostraron que para el caso de los sistemas agrícolas el modelo se ajustó bien a las mediciones ( $R^2 > 0.999$ ). Para el caso de los sistemas forestales, las estimaciones son buenas ( $R^2 > 0.97$ ). Al final se discuten las implicaciones del modelo desarrollado, donde el concepto clásico de saturación de COS de los suelos es cuestionado y explicado en términos de las tasas de

descomposición y asimilación de la fracción particulada y organomineral; asimismo, la relación entre la textura del suelo y el COS asociado al tamaño de las partículas no es soportada, al considerar a la textura (masa de las fracciones del suelo) como intrínseca a la relación COS de fracción del suelo por tamaño de partículas al COS total.

**Palabras clave:** fraccionamiento físico, balance de masa, dinámica del COS, meta-equilibrio.

### SUMMARY

Modeling soil organic carbon (SOC) dynamic can establish gains and losses associated with vegetation disturbance and management practices. In particular, the estimation of changes in carbon pools, labile and recalcitrant, without considering equilibrium states, raises the need for a distribution model of SOC in physical soil fractions (particle size) that can be parameterized with the information available on national inventories (total SOC and texture). This paper proposes a simplified model of SOC distribution, the product of mass balance between the fractions of soil carbon, which is seen as directly related to size of the particles and not to their mass distribution. The model was calibrated using a database of physical partitioning in Andosols, Cambisols and Acrisols in agricultural and forestry systems in Atécuaro, Michoacán, Mexico, considering only the SOC associated with organic part and total SOC (particulate + mineral). The distribution pattern of SOC by soil particle size was adjusted to experimental data. The model parts from known total SOC and SOC for a reference particle size, estimated experimentally or assumed. The results showed that, in the case of agricultural systems, the model fits well with the measurements ( $R^2 > 0.999$ ). In the case of forest systems, estimates are good ( $R^2 > 0.97$ ). Finally, implications of the developed model are reviewed; the classic concept of SOC saturation of the soil is questioned and explained in terms of the rates of decomposition and assimilation of the particulate and

<sup>1</sup> Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230. Montecillo, Estado de México.

<sup>‡</sup> Autor responsable (ferpazpel@gmail.com)

mineral fractions. Also, the relationships between soil texture and SOC associated to particle size is not supported, as texture (mass of soil fractions) is regarded as intrinsic to the relationship between SOC fraction of the soil by particle size and total SOC.

**Index words:** *physical fractionation, mass balance, SOC dynamic, meta-equilibrium.*

## INTRODUCCIÓN

Las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) a escala global se han incrementado dramáticamente en las últimas décadas, generando señales de alarma por su relación con el cambio climático global (Metz *et al.*, 2007). Los sectores uso del suelo, cambio de uso del suelo y agricultura contribuyen con alrededor del 25% de las emisiones globales de GEI (Metz *et al.*, 2007), por lo que es necesario una mayor comprensión de la dinámica del carbono (emisiones de CO<sub>2</sub>) en los ecosistemas terrestres.

El carbono orgánico del suelo (COS) es aproximadamente el doble del carbono (C) almacenado en la atmósfera y el triple del C de la biomasa viva (Eswaran *et al.*, 1993; Field y Raupach, 2004), lo que plantea la necesidad de considerar este almacén en los inventarios de GEI nacionales y estatales. El manejo adecuado de los suelos agrícolas tiene el potencial de reducir las emisiones netas de los GEI (Smith *et al.*, 2008) y secuestrar COS (Lal, 2004). Las conversiones de usos del suelo de ecosistemas nativos a agrícolas/ganaderos puede generar tasas de cambio de COS positivas o negativas (Guo y Gifford, 2002), pero los cambios a sistemas agrícolas son los que presentan las mayores pérdidas de COS (Post y Kwon, 2000; Guo y Gifford, 2002).

En México, los inventarios nacionales de GEI muestran que alrededor de un tercio de las emisiones provienen de los suelos minerales (de Jong *et al.*, 2010a), aunque la incertidumbre en las estimaciones de las emisiones de los suelos duplica las correspondientes a la biomasa en los ecosistemas mexicanos. Inventarios recientes a escala estatal (de Jong *et al.*, 2010b) muestran que las emisiones de los suelos minerales son similares a las de la biomasa viva, lo que implica que al perderse un árbol se emite la misma cantidad de CO<sub>2</sub> por el suelo (entre 10 y 20 años del cambio inicial). El problema de esta situación es que la biomasa viva

puede recuperarse en relativamente poco tiempo mediante la plantación de nuevos árboles, pero el COS requiere de periodos más largos para su recuperación.

Los modelos de dinámica del carbono (C) en suelos permiten entender los cambios del COS y se pueden usar en términos predictivos al tener una comprensión de los procesos asociados a los cambios de uso del suelo y esquemas de manejo (Lal, 2009). Una aproximación usada en la modelación, derivada de bases de datos de múltiples experimentos internacionales, es el uso de factores adicionales de modificación de los almacenes de C (Ogle *et al.*, 2005; Eggleston *et al.*, 2006) que, aunque generan resultados comparables con modelos de la dinámica del COS (González *et al.*, 2010), han sido criticados por no considerar en forma explícita la transitoriedad a estados estacionarios (Sanderman y Baldock, 2010); es decir, el COS puede estar en una etapa de pérdida rápida o lenta en el tiempo y no en equilibrio.

Los modelos de la dinámica del COS, tales como el RothC (Coleman y Jenkinson, 1996), Century (Parton *et al.*, 1988) y Yasso (Liski *et al.*, 2005), usan ecuaciones cinéticas de primer orden y reservorios virtuales para caracterizar el COS asociado a cambios de uso del suelo y esquemas de manejo. Aunque ha habido numerosos intentos de asociar los reservorios virtuales a los físicos (Buyanovsky *et al.*, 1994; Balesdent, 1996; Zimmermann *et al.*, 2007; Stewart *et al.*, 2008), estos han sido poco exitosos. Dichos trabajos han tratado de asociar los reservorios virtuales, cinéticamente definidos, con fracciones físicas o químicas del COS. En particular, el fraccionamiento físico del suelo en diversos componentes como materia orgánica particulada (MOP), complejos órgano-minerales primarios (arcilla, limo y arena) y complejos organominerales secundarios (micro-agregados y macro-agregados) (Christensen, 2001), ha sido la base de estos esfuerzos de asociar cinéticas de descomposición/asimilación a las fracciones físicas del suelo.

En este trabajo se realiza una discusión general de los modelos cinéticos de primer orden de la dinámica del COS (sólo para el caso organomineral) para establecer las relaciones funcionales entre el C de las fracciones. Los desarrollos teóricos fueron usados para modelar el C de tres suelos de México, Andosol, Cambisol y Acrisol, bajo diferentes condiciones de uso del suelo y de manejo. Los objetivos secundarios fueron explicar la saturación de COS de los suelos y analizar

la existencia de una relación entre la textura y el COS de las fracciones de tamaños de partículas del suelo.

### Modelación de la Cinética del COS

**Modelo de cinética de primer orden del COS.** En el modelo de cinética de primer orden del COS (Jenny, 1941), un reservorio puede establecerse como (caso de sólo C organomineral):

$$\frac{dC_t}{dt} = I - kC_t \quad (1)$$

donde:  $I$  representa las entradas de C al suelo;  $C_t$  es la cantidad total de C en el suelo y  $k$  es la tasa de descomposición (1/año, en periodos anuales). Esta cinética es la base de los modelos de la dinámica del COS utilizada en los modelos RothC (Coleman y Jenkinson, 1996), Century (Parton *et al.*, 1988) y Yasso (Liski *et al.*, 2005), donde generalmente la tasa  $k$  se ajusta por factores climáticos (precipitación, evaporación y temperatura).

La dinámica de la Ecuación 1 puede resolverse como:

$$C_t = \frac{1}{k}(1 + ae^{-kt}) \quad (2)$$

donde:  $a$  es una constante de integración que puede ser evaluada usando  $C = C_0$  en el tiempo  $t = 0$ , por lo que la Ecuación 2 queda como:

$$C_t = \frac{1}{k} - \left( \frac{1}{k} - C_0 \right) e^{-kt} \quad (3)$$

Bajo condiciones de estado estacionario o equilibrio,  $dC_t/dt = 0$ , la Ecuación 1 puede ser puesta como:

$$C_t = \frac{I}{k} \quad (4)$$

donde: el COS total es directamente proporcional al ingreso de C en el suelo, por lo que puede usarse  $C_t$  como un sustituto de  $I$  en el análisis de la saturación de las fracciones del suelo (Stewart *et al.*, 2008).

Siguiendo los desarrollos de Stewart *et al.* (2008), considerando un caso de estado estacionario, se puede extender el modelo de un solo reservorio a un modelo que incluye dos reservorios usando el balance:

$$C_t S = C_1 S + C_2 S \quad (5)$$

donde:  $C_1$  es la concentración de C en el reservorio 1 (kg C kg<sup>-1</sup> suelo);  $C_2$  es la concentración de C en el reservorio 2 (kg C kg<sup>-1</sup> suelo);  $S$  es la masa del suelo total y  $C_t$  es la concentración de C en el suelo total (kg C kg<sup>-1</sup> suelo).

Bajo condiciones de estado estacionario, se puede relacionar el C de cada reservorio al ingreso de C (sin considerar transferencias entre reservorios):

$$\begin{aligned} C_1 S &= \frac{p_1 I}{k_1} \\ C_2 S &= \frac{(1 - p_1) I}{k_2} \end{aligned} \quad (6)$$

donde:  $p_1$  ( $p_2 = 1 - p_1$ ) es la proporción del ingreso  $I$  de C para el reservorio  $C_1$  y  $C_2$ , respectivamente y  $k_1$  y  $k_2$  son las tasas de descomposición de estos reservorios. El uso de la hipótesis de estado estacionario en los modelos de la dinámica del COS ha sido revisada por Wutzler *et al.* (2007), planteando que puede conducir a errores grandes de estimación. En relación a experimentos asociados a la estimación de cambios del COS en el tiempo, Sanderman y Baldock (2010) han planteado que esta hipótesis no permite estimar tasas de cambio del COS en términos reales, ya que son dependientes del estado de alejamiento o cercanía al equilibrio. Cabe señalar que, tal como se discute en los análisis experimentales, dicha hipótesis no tiene repercusiones cuando se consideran razones del C de cada fracción, en su evolución temporal, de tal manera que el estado estacionario se refiere más a una condición de equilibrio dinámico (en el caso de valores absolutos del C total de cualquier fracción, es necesaria la hipótesis de estado estacionario).

Al resolver la Ecuación 6 para la  $I$  del caso  $C_1$  y  $C_2$  e igualando las  $I$  obtenidas y sustituir el resultado en la Ecuación 5, se obtiene para  $C_1$  y  $C_2$ :

$$C_1 = \left( \frac{p_1 k_2}{p_1 k_2 + p_2 k_1} \right) C_t$$

$$C_2 = \left( \frac{p_2 k_1}{p_1 k_2 + p_2 k_1} \right) C_t \quad (7)$$

Las Ecuaciones 7 muestran que el  $C_f$  de la fracción  $f$  del suelo puede ser puesta en función de  $\omega_f (= C_f/C_t)$  (0-1), como:

$$C_f = \omega_f C_t \quad (8)$$

por lo que la concentración de  $C$  en las fracciones ( $C_1$  y  $C_2$ ) es función lineal de la concentración total y depende de la proporción de  $C$  de ingreso en cada fracción y sus tasas de descomposición.

Las Ecuaciones 7 pueden ser resueltas en términos de las tasas de descomposición para quedar como:

$$\frac{k_1}{k_2} = \left( \frac{p_1}{p_2} \right) \left( \frac{C_2}{C_1} \right) \quad (9)$$

Lo que implica que las tasas de descomposición son directamente proporcionales a las concentraciones de carbono.

La relación entre la tasa de descomposición total y la de las fracciones está dada por:

$$\frac{1}{k} = \frac{p_1 k_2 + p_2 k_1}{k_1 k_2} \quad (10)$$

Por lo que las Ecuaciones 7 pueden expresarse como:

$$C_1 = \left( \frac{p_1 k}{k_1} \right) C_t$$

$$C_2 = \left( \frac{p_2 k}{k_2} \right) C_t \quad (11)$$

Usando la concentración de  $C$  de las fracciones referenciadas a la masa de la fracción ( $\text{kg C kg}^{-1}$  fracción),  $C_{1f}$  y  $C_{2f}$  se puede reescribir la Ecuación 9 como:

$$\frac{k_1}{k_2} = \left( \frac{p_1}{p_2} \right) \left( \frac{C_{2f}}{C_{1f}} \right) \left( \frac{m_2}{m_1} \right) \quad (12)$$

donde:  $m_1$  es la proporción de masa de la Fracción 1 en el suelo total ( $\text{kg Fracción 1 kg}^{-1}$  suelo) y  $m_2$  es la de la Fracción 2 ( $\text{kg Fracción 2 kg}^{-1}$  suelo).

Como primera aproximación se puede usar la hipótesis de que la proporción del ingreso de  $C$  al suelo en la Fracción  $f$  es igual a la proporción de la masa de la Fracción  $f$  en el suelo total,  $m_f = p_f$ , por lo que la Ecuación 12 puede ser reducida a:

$$\frac{k_1}{k_2} = \left( \frac{C_{2f}}{C_{1f}} \right) \quad (13)$$

La Ecuación 7, para el caso de concentración de  $C$  referenciadas a la masa de las fracciones, se puede expresarse como:

$$C_{ff} = \left( \frac{\omega_f}{m_f} \right) C_t \quad (14)$$

**Generalización del modelo de la cinética de primer orden del COS para  $n$  reservorios.** Al eliminar la consideración de la masa del suelo total  $S$ , se mantiene el balance de la Ecuación 5 y se puede plantear un balance de las fracciones  $a$  y  $b$  cualesquiera ( $\text{kg C kg}^{-1}$  suelo), complementarias, para el caso de un suelo con un número variable de reservorios

$$C_t = \left( \frac{C_t - C_b}{C_a - C_b} \right) C_a - \left( \frac{C_t - C_a}{C_a - C_b} \right) C_b \quad (15)$$

La Ecuación 15, balance de masa, tiene el inconveniente de que no está referenciada al tamaño  $T$  de las partículas de suelo en los fraccionamientos físicos, por lo que resulta difícil asociarlo al tamaño de las partículas en forma explícita a los análisis de laboratorio. Una alternativa es utilizar un modelo de acumulación de  $C$  por fracciones del suelo:

$$C_f = C_t - \frac{q}{T_f} \quad (16)$$

donde:  $T_f$  es el tamaño de las partículas asociado a la fracción  $f$  del suelo;  $q$  es un coeficiente de balance de masa; el valor de  $C_t$  se refiere al C total del suelo referenciado a un tamaño máximo de partículas  $T_t$  (normalmente  $T_t = 2000$  micras,  $1/T_t = 0.0005$ ).

Si se sustituye la Ecuación 16 en la 15, es posible establecer:

$$C_t = \left( \frac{T_a}{T_a - T_b} \right) C_a - \left( \frac{T_b}{T_a - T_b} \right) C_b \quad (17)$$

que puede simplificarse como:

$$\frac{T_b}{T_a} = \frac{1 - \omega_a}{1 - \omega_b} \quad (18)$$

lo que implica que con el conocimiento de  $\omega_f$  de una fracción  $f$  asociada a un tamaño  $T_f$  de partícula, es posible definir el resto de las  $\omega$  de las otras fracciones.

La Ecuación 18 es simplemente otra forma de expresar la Ecuación 16, como consecuencia de la hipótesis planteada. Así, de la Ecuación 18 y 16, usando como referencia la fracción de arcilla o ARC ( $T_{ARC} = 2$  micras), como fracción  $a$ , y el total ( $T_t = 2,000$  micras), como fracción  $b$ , se tiene que:

$$q = (1 - \omega_{ARC}) T_{ARC} \quad (19)$$

En el caso de considerar valores de  $C_t$  y  $C_f$  organomineral y particulado, una aproximación a la Ecuación 18 es asignarle una nueva escala para que el balance (asociado al tamaño de las partículas) sea similar al caso organomineral. Para ello se puede usar una fracción  $C$  de referencia  $\omega_R$ . Así, la Ecuación 18 puede modificarse como:

$$\frac{T_b}{T_a} = \frac{\omega_R - \omega_a}{\omega_R - \omega_b}$$

$$\omega_R = \frac{1}{\omega_{am}} \quad (20)$$

donde  $\omega_{am}$  es el valor de  $\omega_a$ , Ecuación 18, asociado a la fracción organomineral.

En términos generales, en las Ecuaciones 18 y 20 las  $\omega_a$ , asociados a una fracción  $T_a$ , pueden ser supuestas y así poder estimar los valores de  $\omega_b$ .

#### Enriquecimiento de C en las fracciones del suelo.

Christensen (1992) propuso el uso del enriquecimiento de C de las fracciones de suelo (kg C Fracción  $\text{kg}^{-1}$  Fracción/kg C total  $\text{kg}^{-1}$  suelo),  $E_{cf}$ , para analizar el potencial de enriquecimiento de C de los suelos con diferentes texturas y encontró que éste estaba inversamente relacionado con la proporción de masa de la fracción, en relación a la masa total de suelo. Matus (2003) planteó una relación entre el  $E_{cf}$ , su máximo ( $E_{cfx}$ ) y la proporción de masa, caso de arcilla + limo, del tipo:

$$E_{cf} = E_{cfx} (\% \text{ limo} + \text{arcilla})^{-b} \quad (21)$$

Las unidades de  $E_{cf}$  están dadas por:

$$E_{cf} = \frac{\left( \frac{\text{kg C Fracción}}{\text{kg fracción}} \right)}{\left( \frac{\text{kg C total}}{\text{kg suelo}} \right)} = \left( \frac{\text{kg C Fracción}}{\text{kg C total}} \right) \left( \frac{\text{kg suelo}}{\text{kg Fracción}} \right) \quad (22)$$

La Ecuación 21 puede ser analizada en términos de sus definiciones como:

$$E_{cf} = \frac{E_{cfx}}{100 \left( \frac{\text{kg Fracción}}{\text{kg Suelo}} \right)^b}$$

$$\frac{\text{kg C Fracción}}{\text{kg C total}} = \omega_f = \left( \frac{\text{kg Fracción}}{\text{kg suelo}} \right) \left( \frac{E_{cfx}}{100} \right) \left( \frac{\text{kg Fracción}}{\text{kg suelo}} \right)^{-b} \quad (23)$$

De acuerdo con Christensen (1992),  $b \approx 1$ , por lo que las Ecuaciones 23 pueden simplificarse, fracción limo + arcilla, a:

$$\omega_f = \frac{Ecfx}{100} \quad (24)$$

que concuerdan con la Ecuación 8 desarrollada para el caso de estado estacionario. Así, el uso de la Ecuación 21 con  $b = 1$  implica que  $\omega_f$  para  $f =$  arcilla + limo tiene una valor aproximadamente constante.

**Relación del C en las fracciones del suelo con la textura.** En el caso del enriquecimiento de C de las fracciones del suelo, su relación con la textura (fracción limo + arcilla) es consecuencia directa de la linealidad entre el C de la fracción y el C total, Ecuación 23. Asociado al concepto de saturación de C de los suelos, (ver apartado siguiente), algunos autores han propuesto una relación entre el C de la fracción arcilla + limo con el porcentaje de esta fracción en el suelo total (Hassink, 1997; Six *et al.*, 2002; Matus *et al.*, 2008); aunque las correlaciones obtenidas han sido relativamente bajas ( $R^2 < 0.6$ ). La consideración de la textura del suelo está implícita en la Ecuación 16.

**Saturación de C en las fracciones del suelo.** El concepto de saturación de C en las fracciones de suelo (Hassink, 1997; Hassink y Whitmore, 1997; Six *et al.*, 2002; Stewart *et al.*, 2007 y 2008) plantea que hay una capacidad limitada de absorción de C en las diferentes fracciones. En el caso de saturación del suelo, la relación entre  $C_f$  y  $C_t$  es del tipo asintótico, es decir, que existe un umbral donde  $C_f$  permanece relativamente constante al incrementarse  $C_t$ . Este tipo de modelo no será considerado en este trabajo (no se encontró evidencia experimental en los análisis de los datos analizados). Stewart *et al.* (2007 y 2008) desarrollaron este tipo de modelos de saturación (total y parcial).

## MATERIALES Y MÉTODOS

Una discusión detallada y análisis estadístico del caso de estudio presentado se encuentra en Covaleda *et al.* (2011), por lo que solo se considerará la información específica para la calibración y validación del modelo presentado (Ecuación 18 y 20).

### Características de la Zona de Estudio

El área de estudio se sitúa en la microcuenca de Atécuaro, al sur de la cuenca de Cuitzeo, a 12 km al sureste de la ciudad de Morelia, en el estado de Michoacán (entre  $19^\circ 33' 05''$  y  $19^\circ 37' 08''$  N y

$101^\circ 09' 00''$  y  $101^\circ 15' 07''$  O). La microcuenca tiene un área de 44.2 km<sup>2</sup> y la altitud varía entre los 2000 y 2700 m. El clima es templado subhúmedo con una temperatura media anual de 16.8 °C y una precipitación anual de 844 mm, que se concentra entre los meses de junio y octubre. Los tipos de suelo dominantes identificados en la microcuenca son Andosoles, Cambisoles y Acrisoles (INEGI, 1982). Los dos primeros dominan en las zonas de cumbre y laderas, mientras que los Acrisoles ocupan el piedemonte y el valle. La cubierta forestal está conformada predominantemente por bosques de pino-encino que se localizan principalmente en la parte sur y sureste de la microcuenca, entre los 2200 y 2500 m de altitud, en zonas de pendientes moderadas a fuertes. Estas áreas se encuentran bastante degradadas como consecuencia de la extracción clandestina de madera, aunque es posible observar un gradiente de degradación creciente hacia las proximidades de las áreas pobladas, cuyo acceso al bosque es más fácil, mientras que en zonas más alejadas se conservan más densos. En el piedemonte el bosque es sustituido por terrenos de cultivo y áreas de pastizal que ocupan lugares cercanos a zonas erosionadas.

Considerando los usos del suelo, determinados en campo, el gradiente de degradación forestal, definido en función de la densidad de árboles (Covaleda *et al.*, 2011) y los distintos tipos de suelo, se seleccionaron 11 sitios de estudio representativos de las condiciones de la microcuenca (Cuadro 1): pastizal en la zona de cumbre que fue suelo de cultivo (abandonada hace más de 30 años P1), cuatro puntos en las zonas forestales de ladera, representando diferentes niveles de degradación: zona de bosque conservado (BC), zona forestal poco degradada (BD1), zona utilizada para la extracción de leña que sufrió un incendio en 1998 (BD2), área degradada próxima al piedemonte (BD3); dos áreas de bosque muy degradado en el piedemonte, una sobre Andosol (BD4) y otra en un relicto de bosque sobre Acrisol (BD5) y una zona de cultivo tradicional sobre Andosol (C1). En la zona dominada por Acrisoles, se seleccionaron: un área cultivada (C2), una de pastizal (P2) y una sin uso (SU), como referencias.

En Abril de 2006 se tomaron muestras de suelo en cada uno de los sitios de estudio. El área de muestreo considerada fue de 1200 m<sup>2</sup>, distribuida en tres parcelas circulares de 400 m<sup>2</sup> donde previamente se habían llevado a cabo estudios de la vegetación (Covaleda *et al.*, 2011). Las muestras de suelo fueron tomadas del horizonte superficial (0 - 0.1 m). En cada sitio se tomaron tres

**Cuadro 1. Ubicación y características de los sitios de estudio.**

Tipo de vegetación / uso del suelo	Posición en el paisaje	Localización geográfica		Altitud (m)	Tipo de suelo
Pastizal (P1) (vegetación secundaria)	Cumbre	19° 34' 08.3" N	101° 09' 59" W	2615	Andosol
Bosque conservado (BC)	Ladera	19° 30' 19" N	101° 09' 24" W	2472	Andosol
Bosque degradado (BD1)	Ladera	19° 34' 40" N	101° 09' 29" W	2435	Andosol
Bosque con extracción de leña (BD2)	Ladera	19° 34' 51" N	101° 09' 56" W	2415	Cambisol
Bosque degradado (BD3)	Ladera	19° 34' 45.2" N	101° 10' 12.6" W	2400	Cambisol
Terreno de cultivo (C1)	Piedemonte	19° 34' 43" N	101° 10' 10.0" W	2360	Andosol
Bosque degradado (BD4)	Piedemonte	19° 34' 55" N	101° 10' 26.0" W	2355	Andosol
Bosque degradado (BD5)	Piedemonte	19° 35' 02.9" N	101° 10' 39.7" W	2300	Acrisol
Terreno de cultivo (C2)	Valle	19° 35' 22.1" N	101° 12' 19.5" W	2281	Acrisol
Sin uso (SU) (sin vegetación aparente)	Valle	19° 35' 22.1" N	101° 12' 19.5" W	2281	Acrisol
Pastizal (P2)	Valle	19° 35' 33.2" N	101° 12' 20.7" W	2290	Acrisol

muestras compuestas de suelo formadas por 10 muestras simples distribuidas al azar, utilizando una barrena cilíndrica. Previo a la toma de cada muestra se apartó la capa de mantillo. Las muestras edáficas se mantuvieron húmedas y fueron almacenadas a una temperatura de 4 °C hasta el momento de su análisis.

Adicionalmente se utilizaron muestras de suelo tomadas en el año 2002 en la zona de cultivo sobre Acrisol (C2).

### Análisis de Laboratorio

El COS se determinó por combustión seca en un analizador LECO. Para el fraccionamiento físico por tamaño de partícula, el equipo de ultrasonido utilizado fue un Vibracell (Sonics & Materials Inc., USA) con una potencia máxima de 600 W y una sonda de 13 mm de diámetro. Previamente a su uso, el equipo fue calibrado por el método calorimétrico (Roscoe *et al.*, 2000; Oorts *et al.*, 2005).

Para el fraccionamiento físico, de cada muestra se pesaron 20g de suelo seco equivalente, que fueron tamizados con una malla de 2 mm y transferidos a un vaso de precipitado de 150 mL. Se añadieron 100 mL de agua destilada (relación suelo: suspensión 1:5) y se introdujo una sonda de 20 mm de un sonificador (Vibracell de Sonics & Materials Inc.)

Para determinar la cantidad mínima de energía necesaria para la dispersión total de las partículas se hicieron pruebas con los tres tipos de suelos, aplicando cantidades crecientes de energía. Con base en esta calibración se decidió aplicar 244 J mL<sup>-1</sup> a los Andosoles

y Cambisoles y 354 J mL<sup>-1</sup> a los Acrisoles (Covaleda *et al.*, 2011).

Concluida la sonicación se procedió a la separación de las fracciones. Las fracciones arena gruesa (AREG: 2000-200 µm) y arena fina (AREF: 200-50 µm) se separaron mediante tamizado en húmedo. En cada una de estas fracciones se separó la fracción mineral de la materia orgánica particulada (MOP) mediante un proceso de flotación-decantación en agua. El resto de la suspensión fue sometida a centrifugación para conseguir la separación de las fracciones limo (LIM: 50-2 µm) y arcilla (ARC: < 2 µm). Todas las fracciones se pesaron y secaron a 60 °C por 48 h.

Las fracciones obtenidas fueron: arcilla, limo, arena fina, arena gruesa, materia orgánica particulada en arena fina (MOP-AREF) y materia orgánica particulada en arena gruesa (MOP-AREG).

Los resultados y análisis reportados en este trabajo consideraron a las repeticiones de muestras de forma individual, sin promediarlas.

## RESULTADOS

El porcentaje de suelo recuperado tras el proceso de sonicación varió entre 91 y 100% del total utilizado al inicio del proceso. El Cuadro 2 muestra el porcentaje de cada fracción del suelo recuperado tras el fraccionamiento y el COS total (organomineral + particulado) de los suelos analizados para los diferentes usos del suelo.

La cantidad de partículas de arcilla recuperadas tras el fraccionamiento varió en función del tipo de suelo.

**Cuadro 2. Fracciones por tamaño de partícula (masa de la fracción en relación a la total del suelo) y COS total de los diferentes tipos y usos del suelo.**

Uso del suelo	Repetición	ARC <sup>†</sup>	LIM	AREF	AREG	ARC+LIM	C total
		----- % -----					g C kg <sup>-1</sup> suelo
P1 <sup>‡</sup>	1	37.03	51.84	6.50	4.64	88.87	69.32
	2	37.03	51.84	6.50	4.64	88.87	57.57
	3	37.03	51.84	6.50	4.64	88.87	60.89
BC	1	34.85	56.65	4.39	4.11	91.50	157.09
	2	33.49	54.72	5.01	6.79	88.20	127.61
BD1	1	33.35	52.59	6.70	7.36	85.94	119.20
	2	28.06	52.11	10.05	9.78	80.17	105.03
	3	40.82	52.09	3.86	3.23	92.91	96.13
BD2	1	39.67	50.53	6.18	3.62	90.20	86.04
	2	43.03	48.47	4.99	3.51	91.50	87.10
	3	41.01	50.31	5.18	3.51	91.32	73.12
	4	42.04	50.08	4.16	3.73	92.12	70.07
C1	1	29.91	48.97	12.54	8.58	78.88	55.18
	2	29.69	41.86	17.67	10.78	71.55	49.18
	3	33.06	46.98	12.23	7.73	80.04	52.84
	4	30.79	49.52	10.88	8.81	80.31	43.03
BD3	1	47.96	40.61	9.57	1.86	88.57	61.14
	2	46.60	41.70	9.91	1.79	88.30	62.01
BD4	1	31.60	56.13	6.89	5.37	87.73	68.10
	2	38.02	49.18	7.62	5.18	87.20	68.75
	3	37.75	47.10	8.76	6.39	84.85	62.21
BD5	1	79.08	20.47	0.35	0.10	99.55	8.85
	2	75.00	23.72	1.17	0.10	98.72	7.07
C2	1	68.11	25.68	5.01	1.19	93.80	22.75
	2	66.39	26.95	5.31	1.35	93.34	20.76
	3	68.26	25.11	5.21	1.42	93.37	18.84
	4	66.35	26.24	5.52	1.89	92.59	18.52
	5	65.42	26.88	6.06	1.64	92.30	19.38
SU	1	70.77	22.26	5.43	1.54	93.02	24.72
	2	70.43	23.06	5.06	1.45	93.48	27.31
P2	1	73.24	21.60	4.24	0.92	94.84	33.63
	2	73.08	22.52	3.58	0.82	95.60	33.41
	3	75.13	22.18	2.31	0.38	97.31	40.23
	4	69.88	23.61	4.38	2.14	93.49	23.06

<sup>†</sup> ARC = arcilla; LIM = limo, AREF = arena fina; AREG = arena gruesa; ARE = arena. <sup>‡</sup> en el caso del sitio P1, solo se determinó la textura en la repetición 1, por lo que este valor se usó para las repeticiones 2 y 3. P1 = pastizal (vegetación secundaria), BC = Bosque conservado, BD1 = bosque degradado, BD2 = bosque con extracción de leña, C1 = terreno de cultivo, BD3 = bosque degradado, BD4 = Bosque degradado, BD5 = bosque degradado, C2 = terreno de cultivo, SU = sin uso (sin vegetación aparente), P2 = pastizal.

Los Andosoles fueron los que mostraron una menor proporción de partículas en esta fracción (28.06-40.82%), seguidos de los Cambisoles (39.67-47.96%) y, por último, los Acrisoles (65.42-79.08%) que presentaron cantidades de arcilla de aproximadamente 70%. La proporción de limo en Andosoles y Cambisoles (40.61-56.65%) no presentó diferencias significativas, mientras

que en los Acrisoles esta fracción presentó un porcentaje de aproximadamente la mitad (20.47-26.95%). Las fracciones de tamaño arena fueron las que presentaron porcentajes más bajos en los tres tipos de suelos, siendo los Acrisoles los que mostraron los menores valores (AREF: 0.35-6.06% y AREG: 0.10-2.14%).

El C total también presentó diferencias asociadas al tipo de suelo, alcanzando los valores más elevados en los Andosoles ( $157.09 \text{ g C kg}^{-1}$  suelo) y los más bajos en Acrisoles ( $7.07 \text{ g C kg}^{-1}$  suelo), aunque en este caso la influencia del uso del suelo es evidente, observándose los valores más altos en las zonas boscosas y los más bajos en las áreas cultivadas (Covaleda *et al.*, 2011).

### Modelación de las Fracciones Organominerales

Un primer análisis realizado, acorde con los desarrollos teóricos previos, fue considerar exclusivamente el C asociado a las fracciones minerales (ARC, LIM, AREF y AREG). El COS total,  $C_t$ , fue reajustado para considerar solo las fracciones organominerales, de tal manera que el total no considera la MOP. Todos los valores de C en las fracciones físicas están expresados en términos de la masa total del suelo (exclusivamente la parte organomineral) ( $\text{g C Fracción kg}^{-1}$  suelo).

Para aplicar la Ecuación 16, es necesario realizar una regresión lineal simple entre  $1/T_f$  y  $C_f$  para obtener así el valor de  $q$  de la pendiente de la línea recta. Para que la Ecuación 16 se cumpla para  $C_t$  en  $T_f=2000 \mu\text{m}$ , es necesario forzar la regresión para que pase por este punto. Desafortunadamente las fracciones disponibles en el experimento no contienen las fracciones entre la arcilla ( $\leq 2 \mu\text{m}$ ) y limo ( $\leq 50 \mu\text{m}$ ), por lo que se pueden inducir sesgos en la aplicación del modelo desarrollado. Para analizar este posible sesgo, la Figura 1 muestra los datos experimentales de una cronosecuencia con cambio de uso de bosque a cultivo de maíz, donde se

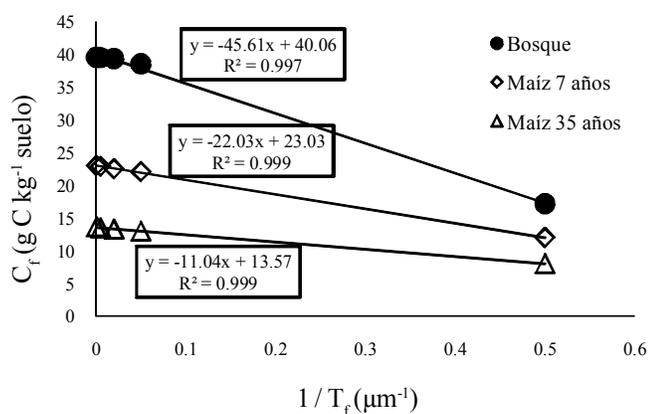


Figura 1. Ajuste experimental del modelo a datos de una cronosecuencia de bosque a cultivo de maíz (generada con datos de Balesdent *et al.*, 1998).

cuenta con datos del C organomineral para las fracciones de 2, 20, 50, 200 y 2000  $\mu\text{m}$  (Balesdent *et al.*, 1998). El modelo desarrollado presenta un buen ajuste experimental a la distribución del carbono por fracciones físicas.

El ajuste del modelo de la Ecuación 16 entre el C de las fracciones y el tamaño de las partículas con una  $R^2$  de 0.999, se representa en la Figura 2a. En la Figura 2b se muestra el ajuste de la relación cuando se utiliza un valor supuesto para  $\omega_{\text{ARC}} = 0.5$  ( $q = 1$ , Ecuación 19), obteniéndose buenos resultados ( $R^2 > 0.98$ ). Con base en el excelente ajuste de la relación, se propone la estimación del carbono en todas las fracciones, usando solo el valor del COS total (Ecuación 16 ó 18).

Las estimaciones de  $\omega_f$  para fracciones (acumuladas) de los Acrisoles se muestran en la Figura 3. En el caso de la fracción arcilla también se muestra el uso del inverso ( $C_t - C_{\text{ARC}}$ ).

Considerando los casos de solo los datos de los Andosoles y los Cambisoles, la Figura 4 muestra los resultados obtenidos en el ajuste experimental de

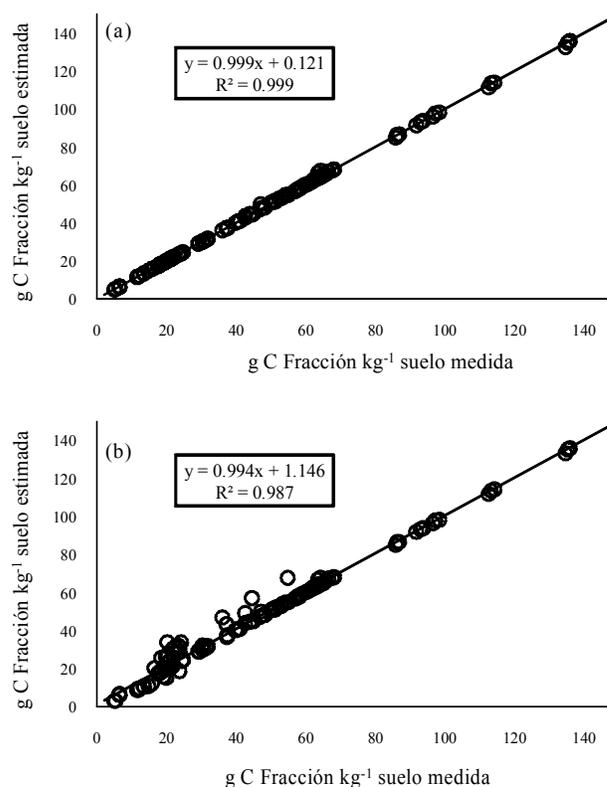


Figura 2. Modelación del C de las fracciones organominerales  $C_f$ : (a) ajuste del modelo de  $C_f$  en función del tamaño de las partículas y  $C_t$  y (b) uso de  $\omega_{\text{ARC}} = 0.5$  ( $q = 1$ ) en el ajuste del modelo.

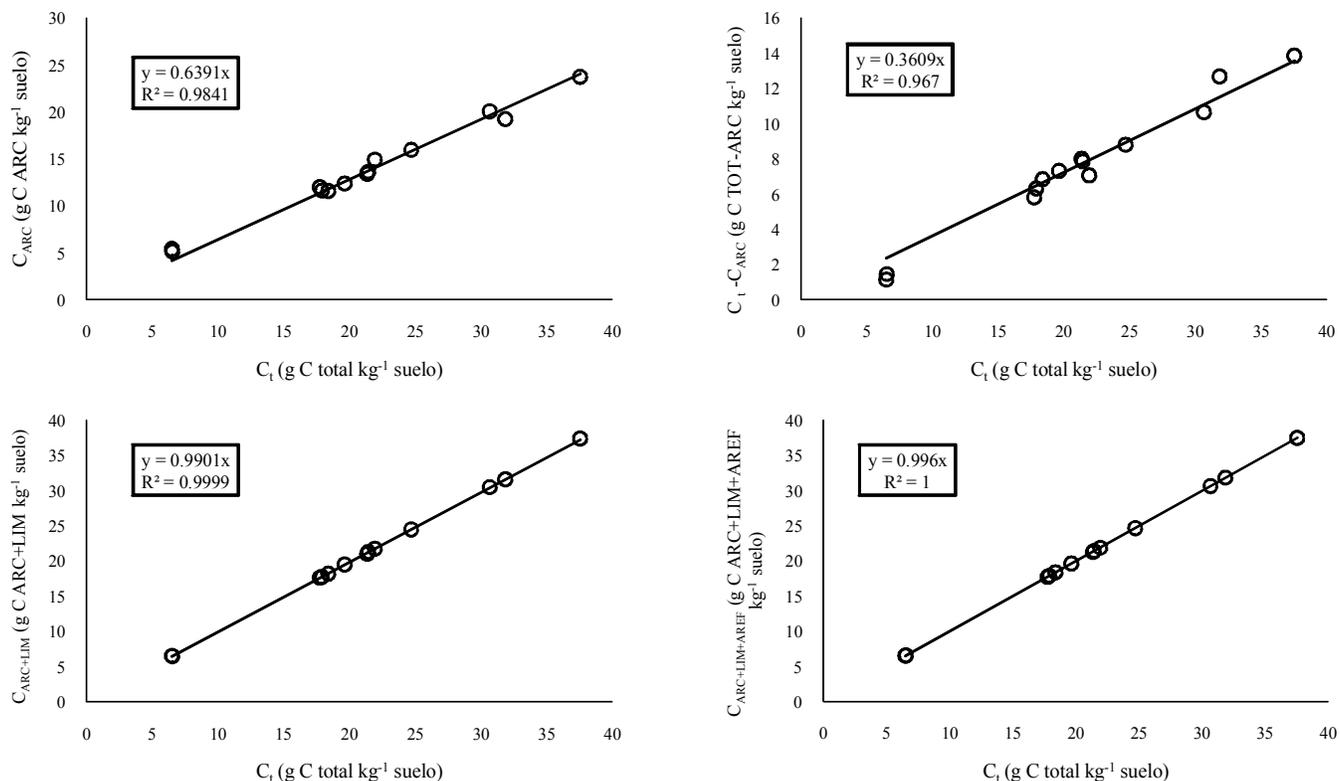


Figura 3. Estimación de  $\omega_f$  de distintas fracciones físicas en Acrisoles.

los patrones de distribución del COS por fracciones físicas. La Figura 5 muestra esta misma información para la consideración de todos los suelos: Acrisoles, Andosoles y Cambisoles, con resultados similares a los de la Figura 4.

La estimación de  $\omega_{ARC}$  para la fracción arcilla tiene mayor dispersión que en el caso de fracciones acumuladas (Figura 4 y 5). El uso del inverso del C de la fracción arcilla ( $C_t - C_{ARC}$ ), en la Figura 4 y 5, se muestra que al usar valores más altos de C el error de estimación de  $\omega_{ARC}$  se reduce (artefacto de método).

Uno de los problemas de la fragmentación experimental del COS total por fracciones organominerales y particuladas es la contaminación de las fracciones de menor tamaño (Balesdent *et al.*, 1998; Baldock y Skjemstad, 2000). En el caso de la fracción arcilla, la inclusión de MOP y particulada de la fracción limo puede ser importante (Chenu y Plante, 2006) y ocasionar patrones erráticos en la estimación de  $\omega_{ARC}$ . La combinación de fracciones organominerales y particuladas presenta tasas de descomposición dependientes de condiciones locales (incorporación de residuos vegetales que se convierten en MOP)

(Christensen, 1996), lo que incrementa la complejidad al modelarlas.

El resultado de la modelación de las fracciones del COS total por tamaño de partículas, incluyendo todos los tipos de suelos se muestra en la Figura 6, Ecuación 18, donde los errores de estimación fueron pequeños.

### Modelación de las Fracciones Organominerales y Particuladas

Aunque el caso del COS de las fracciones organomineral y particulada solo fue considerado como un re-escalamiento del modelo para el caso del C almacenado en la fracción organomineral (ver la Ecuación 20); la Figura 7 muestra las estimaciones de  $\omega_f$  de solo los datos de Acrisoles, la Figura 8 los datos combinados de Andosoles y Acrisoles, y la Figura 9 la de todos los suelos (Acrisoles, Andosoles y Cambisoles).

Los resultados mostrados en esta sección usan el  $C_t$  de la suma de las fracciones organominerales y particuladas, por lo que difieren del caso de considerar solo la parte organomineral del suelo (Figuras 3, 4 y 5). Esta consideración de COS total, comparable con mediciones estándar de C orgánico en los suelos, plantea

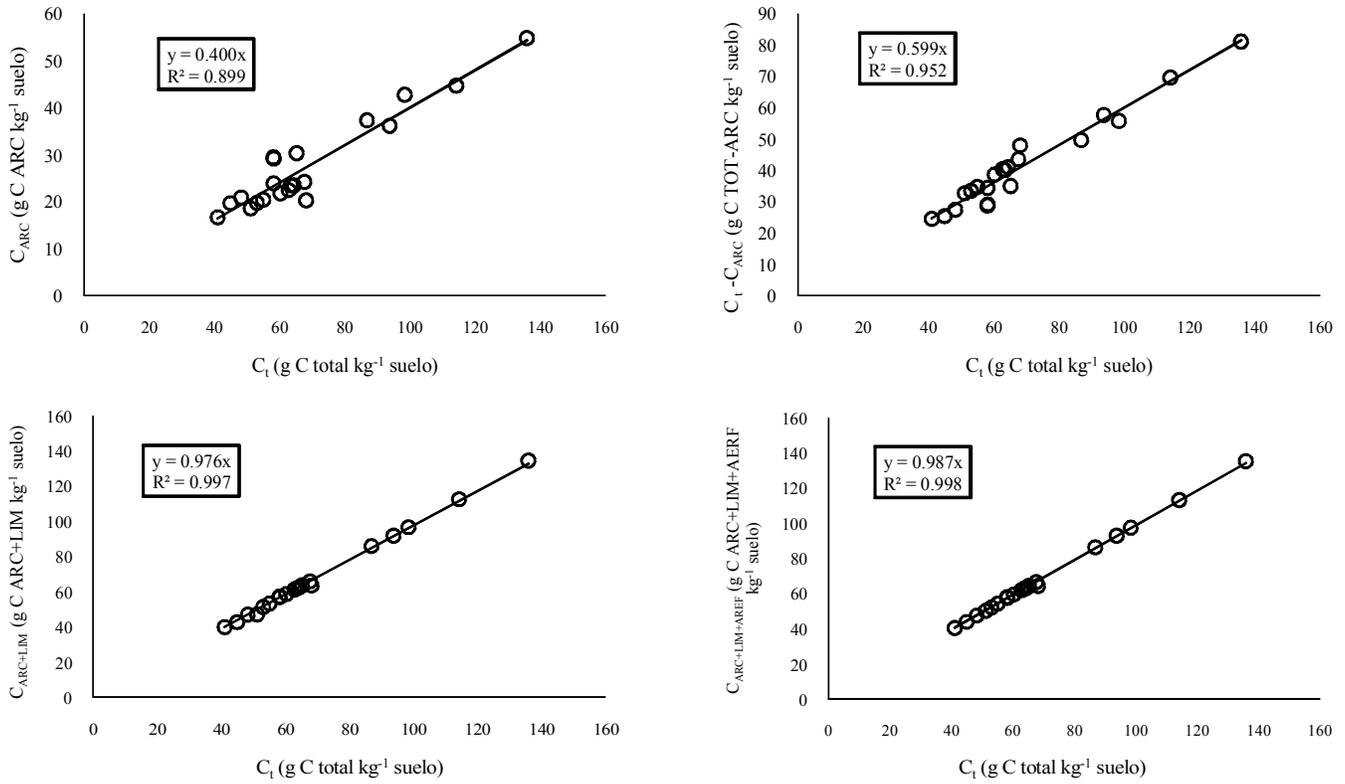


Figura 4. Estimación de  $\omega_f$  de distintas fracciones físicas en Andosoles y Cambisoles.

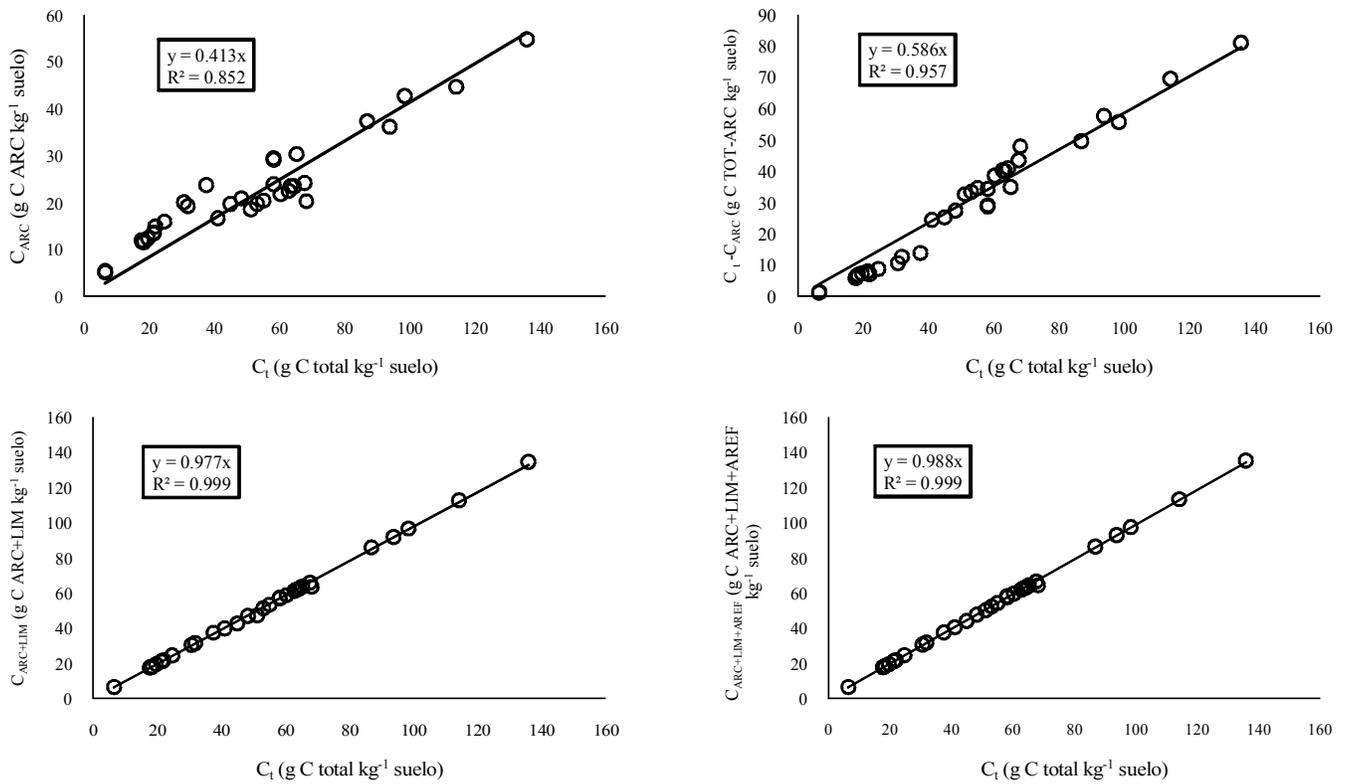


Figura 5. Estimación de  $\omega_f$  de distintas fracciones físicas en Acrisoles, Andosoles y Cambisoles.

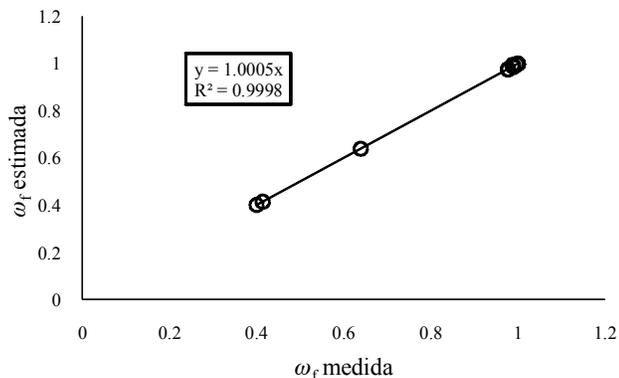


Figura 6. Resultados de la modelación de C en las fracciones organominerales.

la necesidad de desarrollar un enfoque de modelación de los dos tipos de C en los suelos.

La Figura 10 muestra el resultado de la modelación de las fracciones del COS total por tamaño de partículas, considerando todos los suelos (Ecuación 18). En estas figuras se muestra que en fracciones físicas menores o iguales a las fracciones de arcilla + limo, el patrón es

similar, con sobre estimaciones en el caso de solo carbono organomineral. En el caso de las fracciones de mayor tamaño (acumuladas), se muestra una falta de respuesta del modelo (valor constante).

Los resultados de la Figura 10 muestran un patrón de saturación de las fracciones mayores a arcilla+limo, producto de considerar una mezcla organomineral con la fracción particulada que tienen cinéticas diferentes (las tasas de descomposición de las fracciones particuladas son mayores).

## DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y SUS IMPLICACIONES

Bajo la consideración del C en las fracciones organominerales, los desarrollos teóricos y la evidencia experimental restringida presentada en este trabajo muestran que la distribución del COS total del suelo (considerando el total como solo la parte organomineral) por fracciones (tamaño de las partículas) puede ser estimada del COS total y esto permite usar relaciones simplificadas. Al considerar la parte particulada, usando

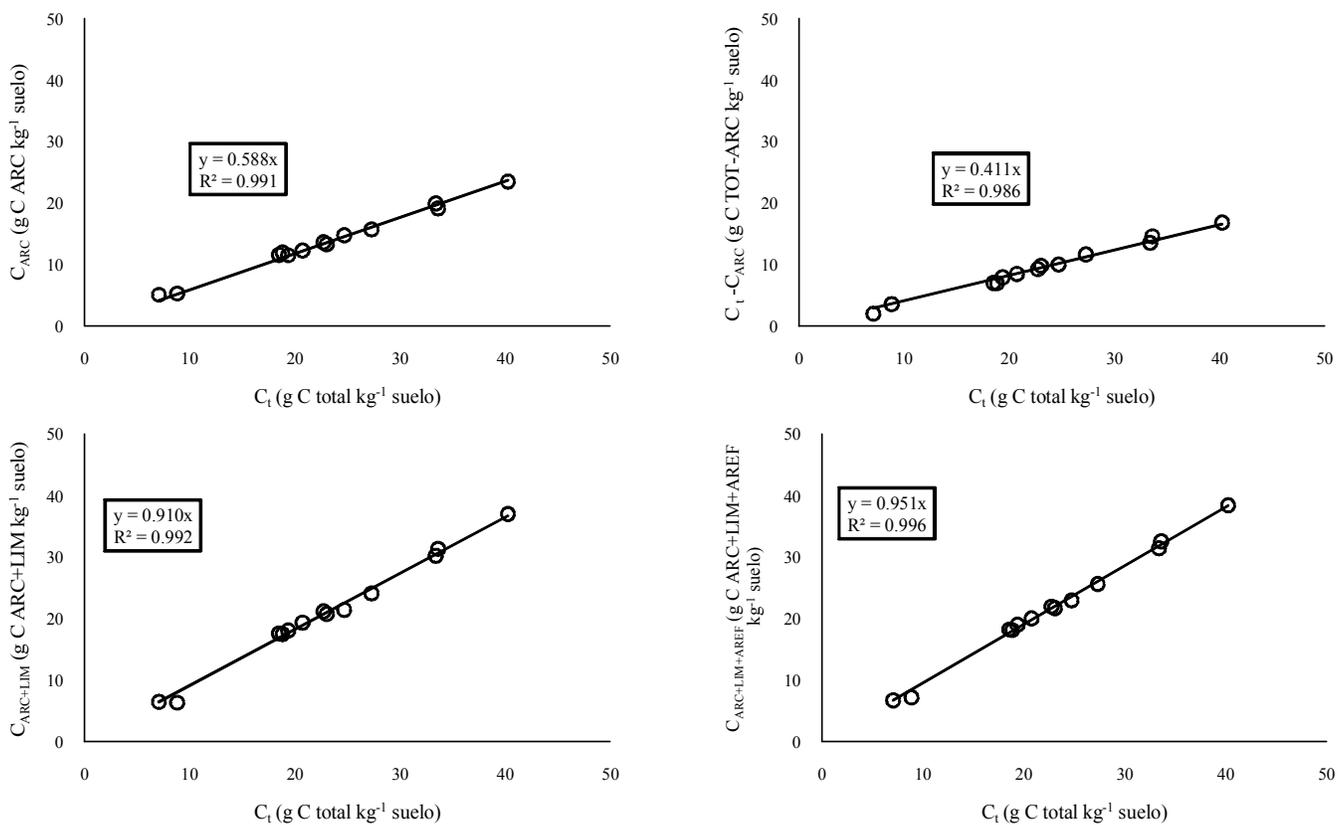


Figura 7. Estimación de  $\omega_f$  de fracciones físicas en Acrisoles, COS órgano-mineral y particulado

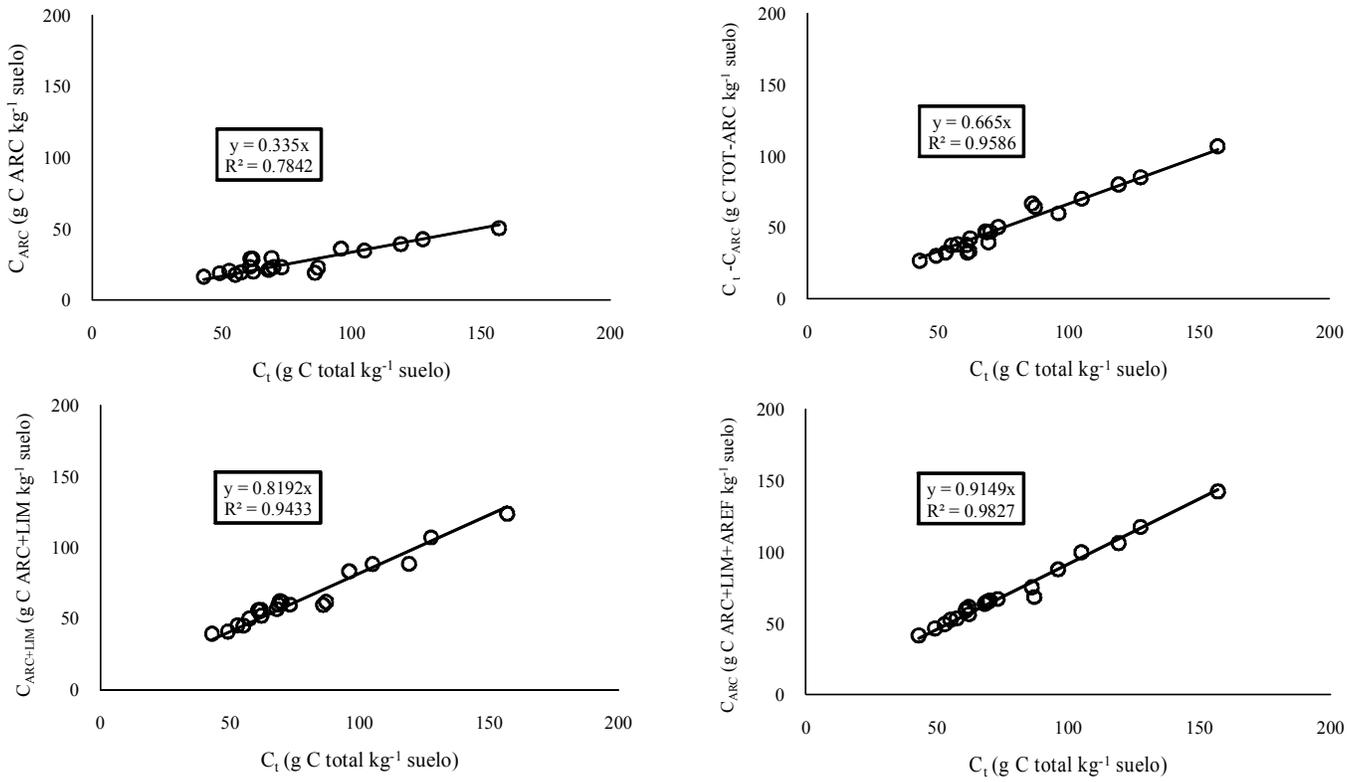


Figura 8. Estimación de  $\omega_f$  de distintas fracciones físicas en Andosoles y Cambisoles, COS órgano-mineral y particulado.

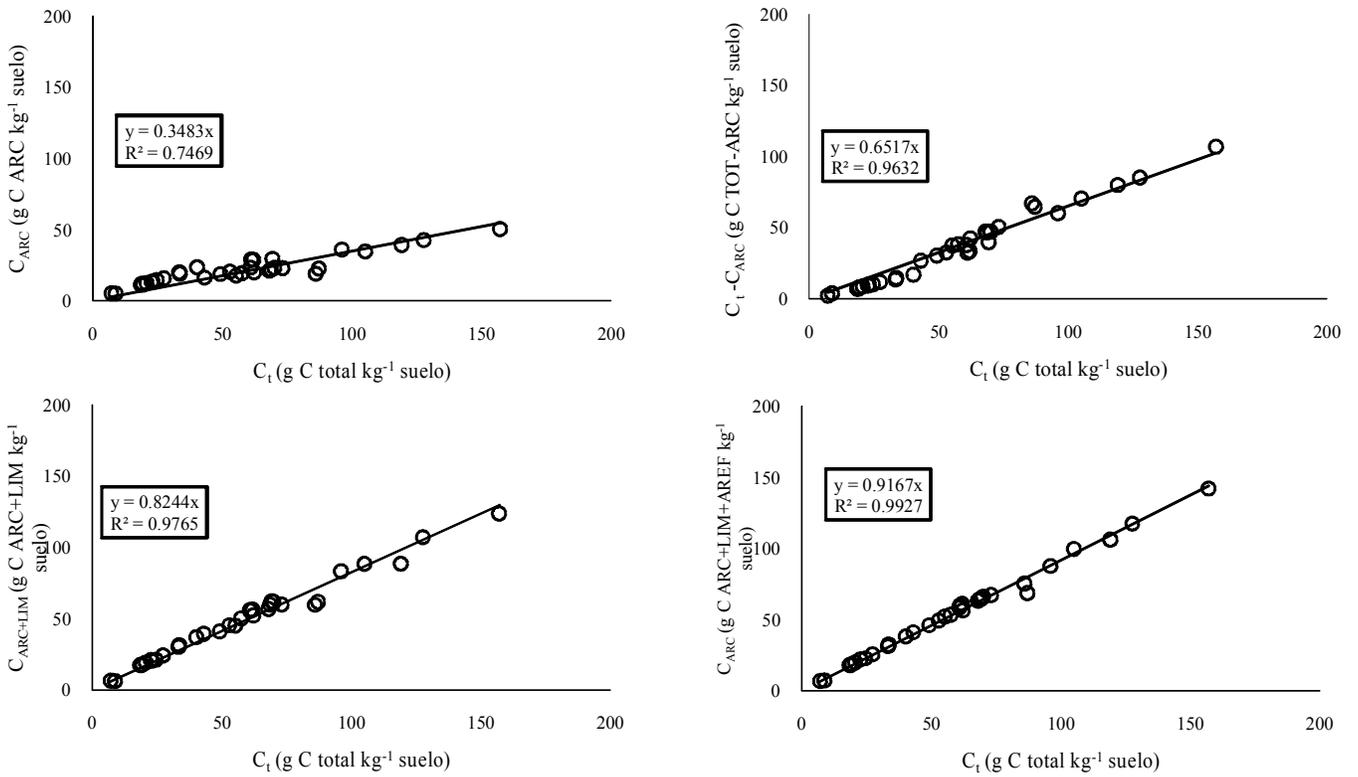
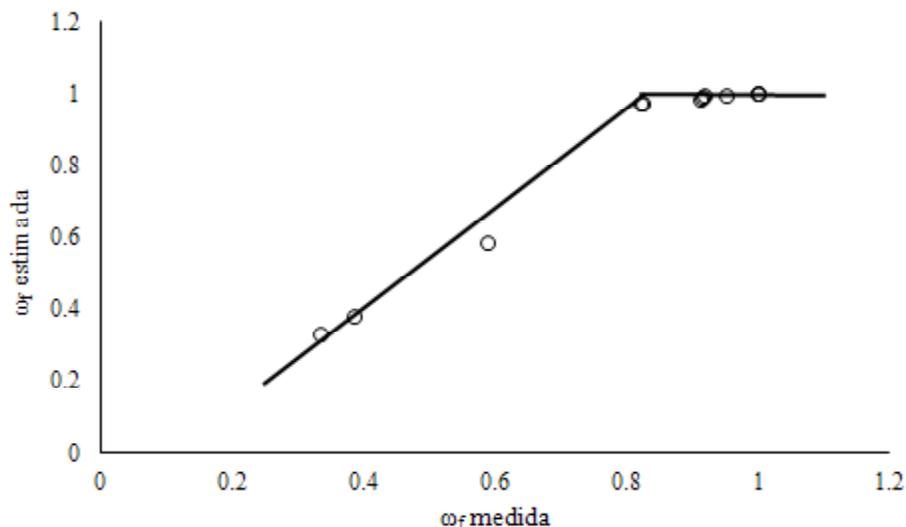


Figura 9. Estimación de  $\omega_f$  de distintas fracciones físicas en Acrisoles, Andosoles y Cambisoles, COS organomineral y particulado.



**Figura 10. Resultados de la modelación de C en las fracciones organominerales y particuladas.**

las concentraciones de C en una fracción de referencia, las aproximaciones desarrolladas permiten tener una estimación razonable de la distribución del C total (organomineral + particulado) en las diferentes fracciones del suelo.

En el caso de los Acrisoles, considerando exclusivamente las fracciones organominerales, el modelo de cinética lineal generalizado muestra que la distribución del COS total por fracciones no cambia cuando hay ingresos de materia orgánica (residuos vegetales) al sistema (usando al COS total como medida de los ingresos). Esto implica que las relaciones de las tasas de descomposición ( $k$ ) de las fracciones siguen patrones similares si se les compara con la distribución del COS por fracciones. Probablemente esto es consecuencia de la linealidad del modelo cinético usado. Así, los desarrollos plantean equilibrios dinámicos (independientemente de la consideración de un estado estacionario o transitorio) para la distribución del C por fracciones, evitando el problema de suponer equilibrios estáticos. En estos términos, los modelos desarrollados y la evidencia experimental restringida, plantea meta-equilibrios en la dinámica del COS, independientemente del tipo de suelo y su uso. Esta consideración permite simplificar fuertemente los modelos actuales de la dinámica del COS.

Los resultados que se muestran en este trabajo soportan la idea de que el concepto de saturación de C en los suelos requiere ser evaluado en relación a la consideración de solo la fracción organomineral y la

combinación con las fracciones particuladas. Dejando invariantes las relaciones organominerales de las fracciones de C de los suelos, si el COS total (organomineral y particulado) se incrementa (mayores ingresos de residuos vegetales y, por lo tanto, mayor MOP), entonces se obtendrá un patrón asintótico (saturación) producto de un incremento de la parte particulada (por las diferencias en las tasas  $k$  de asimilación y descomposición). Esta situación no implica necesariamente la saturación de C del suelo, sino simplemente una comparación del C en las fracciones usando valores totales (fracciones organomineral y particulada). Esto plantea que se requiere de un mayor estudio de la evidencia experimental disponible.

Finalmente, en relación a la importancia de las fracciones del suelo (textura), la evidencia experimental y los desarrollos teóricos no soportan una relación con el C de las fracciones (al menos de la fracción arcilla + limo). El asociar el C de las fracciones a los porcentajes de estas implica que los meta-equilibrios (la relación de las fracciones de C con respecto al total se mantienen estables independientemente de condiciones de equilibrio o no) de la distribución del C sean de tipo local (dependientes de la distribución de los tamaños de las fracciones del suelo y no solo de los tamaños de éstas).

## CONCLUSIONES

- Los desarrollos mostrados permiten establecer un modelo simple de la distribución del carbono orgánico

por fracciones físicas, asociado al balance de masas, que corresponde con modelos cinéticos lineales. Las implicaciones del modelo propuesto es que los suelos, como un conjunto de fracciones, mantienen equilibrios dinámicos estables (meta-equilibrios), que permiten parametrizar en forma directa modelos de la dinámica del carbono en ellos.

- La consideración del carbono total en los suelos así como del C almacenado en las fracciones organomineral más particulada, plantea la necesidad de acoplar dos cinéticas diferentes, lo cual será explorado en otros trabajos de los autores.

### LITERATURA CITADA

- Baldock, J. A. and J. O. Skjemstad. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Org. Geochem.* 31: 697-710.
- Balesdent, J. 1996. The significance of organic separates to carbon dynamics and its modeling in some cultivated soils. *Eur. J. Soil Sci.* 47: 485-493.
- Balesdent, J., E. Besnard, D. Arrouays, and C. Chenu. 1998. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant Soil* 201: 49-57.
- Coleman, K. and D. S. Jenkinson. 1996. RothC-26.3 – a model of the turnover of carbon in soil. pp. 237-246. *In*: D. S. Powlson, P. Smith, and J. U. Smith (eds.). Evaluation of soil organic matter models using existing long-term datasets. Nato ASI Subseries I. Springer-Verlag. Berlin.
- Covaleda, S., J. F. Gallardo, F. García-Oliva, H. Kirchmann, C. Prat, M. Bravo, and J. D. Etchevers 2011. Land-use effects on the distribution of soil organic carbon within particle-size fractions of volcanic soils in the transmexican volcanic belt (Mexico). *Soil Use Manage.* 27: 186-194.
- Chenu, C. and A. F. Plante. 2006. Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: Revisiting the concept of the 'primary organo-mineral complex'. *Eur. J. Soil Sci.* 57: 596-607.
- Christensen, B. T. 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Adv. Soil Sci.* 20: 1-90.
- Christensen, B. T. 1996. Carbon in primary and secondary organomineral complexes. pp. 97-165. *In*: M. R. Carter and B. A. Stewart (eds.). Advances in soil science – structure and organic matter storage in agricultural soils. CRC Lewis Publisher. Boca Raton, FL, USA.
- Christensen, B. T. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *Eur. J. Soil Sci.* 52: 345-353.
- De Jong, B., C. Anaya, O. Masera, M. Olguín, F. Paz, J. Etchevers, R. Martínez, G. Guerrero, and C. Balbontín. 2010a. Greenhouse gas emissions between 1993 and 2002 from land-use change and forestry in Mexico. *For. Ecol. Manage.* 260: 1689-1701.
- De Jong, B., V. Maldonado, F. Rojas, V. de la Cruz, F. Paz, G. Jimenez y M. A. Castillo. 2010b. Establecimiento de una línea base de las emisiones actuales y futuras de gases efecto invernadero provenientes de agricultura, silvicultura y otros usos del suelo (AFOLU 1.1.). Informe Final preparado para Conservación Internacional A.C., Chiapas, México 71 p. ([http://www.cambioclimaticochiapas.org/portal/descargas/paccch/anexo\\_IIb.pdf](http://www.cambioclimaticochiapas.org/portal/descargas/paccch/anexo_IIb.pdf), (Consulta: febrero 28, 2014).
- Eggleston, S., L. Buendía, K. Miwa, T. Ngara, and K. Tanabe. 2006. IPCC Agriculture, forestry and other land use IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories. Prepared by the national greenhouse gas inventories programme. Institute for Global Environmental Strategies. Hayama, Japan.
- Eswaran, H., E. van den Berg, and P. Reich. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 192-194.
- Field, C. and M. R. Raupach. 2004. The global carbon cycle, SCOPE 62. Island Press. Washington, DC, USA.
- González, L., J. D. Etchevers, F. Paz, R. Valdez, J. M. González, and E. C. Moreno. 2010. Estimation of changes in soil organic carbon in hillside systems on a regional scale. *Trop. Subtrop. Agroecosyst.* 12: 57-67.
- Guo, L. B. and R. M. Gifford. 2002. Soil carbon stocks and land use change: A meta analysis. *Global Change Biol.* 8: 345-360.
- Hassink, J. 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191: 77-87.
- Hassink, J. and A. P. Whitmore. 1997. A model of the physical protection of organic matter in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 131-139.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). 1982. Carta edafológica E14A23, escala 1: 50 0000. INEGI Aguascalientes, México.
- Jenny, H. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill. New York, NY, USA.
- Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304: 1623-1627.
- Lal, R. 2009. Challenges and opportunities in soil organic matter research. *Eur. J. Soil Sci.* 60: 158-169.
- Liski, J., T. Palosuo, M. Peltoniemi, and R. Sievanen. 2005. Carbon and decomposition model Yasso for forest soils. *Ecol. Modell.* 189: 168-182.
- Matus, F. 2003. Enrichment of carbon in particles-size separates of soils with different land-use managements. *R.C. Suelo Nutr. Veg.* 3: 29-36.
- Matus, F. J., C. H. Lusk, and C. R. Maire. 2008. Effects of soil texture, carbon input rates, and litter quality on free organic matter and nitrogen mineralization in Chilean rain forest and agricultural soils. *Commun. Plant Soil Anal.* 39: 187-201.
- Metz, B., O. R. Davidson, P. R. Bosch, R. Dave, and L. A. Meyer. 2007. Climate change 2007: Mitigation of climate change. Contribution of working group III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom.
- Ogle, S. M., F. J. Breidt, and K. Paustian. 2005. Agricultural management impacts on soil organic carbon storage under moist and dry climatic conditions of temperate and tropical regions. *Biogeochemistry* 72: 87-121.

- Oorts, K., B. Vanlauwe, S. Recous, and R. Merckx. 2005. Redistribution of particulate organic matter during ultrasonic dispersion of highly weathered soils. *Eur. J. Soil Sci.* 56: 77-91.
- Parton, W. J., J. W. B. Stewart, and C. V. Cole. 1988. Dynamic of C, N, P and S in grassland soil: A model. *Biogeochemistry* 5: 109-131.
- Post, W. M. and K. C. Kwon. 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: Processes and potential. *Global Change Biol.* 6: 317-328.
- Roscoe, R., P. Buurman, and E. J. Velthorst. 2000. Disruption of soil aggregates by varied amounts of ultrasonic energy in fractionation of organic matter of a clay Latosol: carbon, nitrogen and  $\delta^{13}C$  distribution in particle-size fractions. *Eur. J. Soil Sci.* 51: 445-454.
- Sanderman, J. and J. A. Baldock. 2010. Accounting for soil carbon sequestration in national inventories: a soil scientist's perspective. *Environ. Res. Lett.* 5: 1-6.
- Six, J., R. T. Conant, E. A. Paul, and K. Paustian. 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant Soil* 241: 155-176.
- Smith, P., D. Martino, Z. Cai, D. Gwary, H. Janzen, P. Kumar, B. McCarl, S. Ogle, F. O'Mara, Ch. Rice, B. Scholes, O. Sirotenko, M. Howden, T. McAllister, G. Pan, V. Romanenkov, U. Schneider, S. Towprayoon, M. Wattenbach, and J. Smith. 2008. Greenhouse gas mitigation in agriculture. *Phil. Trans. R. Soc. B* 363: 789-813.
- Stewart, C. E., A. F. Plante, K. Paustian, R. C. Conant, and J. Six. 2008. Soil carbon saturation: Linking concept and measurable carbon pools. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72: 379-392.
- Stewart, C. E., K. Paustian, R. T. Conant, A. F. Plante, and J. Six. 2007. Soil carbon saturation: Concept, evidence and evaluation. *Biogeochemistry* 86: 19-31.
- Wutzler, T. and M. Reichstein. 2007. Soils apart from equilibrium – consequences for soil carbon balance modeling. *Biogeosciences* 4: 125-136.
- Zimmermann, M., J. Leifeld, M. W. I. Schmidt, P. Smith, and J. Fuhrer. 2007. Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *Eur. J. Soil Sci.* 58: 658-667.